

# DER EINFLUSS DES NIVEAUUNTERSCHIEDES UND DER EXPOSITION AUF DIE LUFTTEMPERATUR IN EINER DOLINE IM BÜKK-GEBIRGE

von ILGNA BÁRÁNY

**Summary:** (*The influence of the difference of levels and aspect on air temperature at a dolina in the Bükk mountains*) The Climatological Institut of the József Attila University of Szeged carried out microclimatological investigations at an altitude of 750 m in the Hungarian B ü k k mountains in the summer of 1961.

The study deals with the air temperatures of the dolina bottom and at the edge of the dolina is approximately the same; there are however greater differences between their maxima and minima. The differences in the air temperatures of the two areas are due the different environmental effects and different levels.

The observing stations were located at 3 meter differences of level from the bottom of the dolina upward. There was essential difference between the air temperatures of the N- and S-exposed slopes and this difference grew with the height of the levels.

**Zusammenfassung:** Das Klimatologische Institut der József Attila Universität von Szeged hat im ungarischen B ü k k - G e b i r g e im Sommer 1961 in 750 m Höhe über dem Meeresspiegel Mikroklimauntersuchungen ausgeführt.

Die Bearbeitung befasst sich mit der Lufttemperatur des Dolinengrundes und des um 20 m höher liegenden Dolinenrandes, sowie der Hänge mit N- und S-Exposition.

Die tägliche Amplitude der Lufttemperatur des Dolinengrundes und des Dolinenrandes ist beinahe gleich; dagegen zeigen sich grössere Abweichungen zwischen den Maxima und Minima. Die Unterschiede in der Lufttemperatur der beiden Terrains sind den verschiedenartigen Umgebungswirkungen und den Niveauunterschieden zuzuschreiben.

Die Messungsstationen waren mit 3 m Niveauunterschieden vom Dolinengrund aufwärts an den Seiten der Doline aufgestellt. Es gab einen wesentlichen Unterschied zwischen den Lufttemperaturen der nördlich und südlich exponierten Hänge, und dieser Unterschied wuchs mit zunehmender Niveauhöhe.

Einheimische und ausländische Forscher haben sich mit der Untersuchung der klimatischen Eigenschaften der Dolinen beschäftigt.

W. SCHMIDT, als er die Ursache der Anhäufung der Kaltluft in den Vertiefungen untersuchte, fand die bisher tiefste Temperatur in Mitteleuropa — 52,6 °C in der Doline Gstettneralm in Niederösterreich.

Das Klima dieser Doline lernt man auch in der 1953 erschienen Arbeit von F. SAUBERER und DIRMHORN kennen. R. GEIGER und G. FRITZSCHE untersuchten im Frühling und im Sommer 1939 die Temperaturverhältnisse eines von Frostscha den gelittenen Föhrenbestand in einer Vertiefung. Sie beobachteten, dass die Luft die in der Nacht dichter und schwerer wird in die Vertiefungen hinabfließt und sich dort anhäuft. Die angehäuften Kaltluft wurde verschiedenerweise genannt, z. B. Kaltluftsee, Kälteinsel, Frostloch,

Frostmulde usw. In der Literatur findet sich die Bezeichnung Kaltluftsee am häufigsten. M. REICHER hat auch die Geschwindigkeit des Hinabsickerns der Luft ausgerechnet; dieser Wert war unter  $1 \text{ m sec}^{-1}$  (GEIGER, 1961).

Auch nach H. M. BOLZ ist für den nächtlichen Temperaturgang der sog. Flachmulde das Hinabsickern der Kaltluft verantwortlich (GEIGER, 1961).

In unserem Lande stellten N. BACSÓ und B. ZÓLYOMI zum ersten Male (9—22. Aug. 1934) Mikroklimauntersuchungen in einer Doline der B ü k k - Hochebene an.

Das Mikroklimatologische Institut der Szegeder József Attila Universität stellt unter der Leitung von R. WAGNER seit 1953 jeden Sommer Mikroklimauntersuchungen in der B ü k k - H o c h e b e n e an. Der Zweck der jeweiligen Untersuchungen ist, das Mikroklima der mit natürlicher Pflanzendecke bedeckten Terrains und der Dolinen kennenzulernen. R. WAGNER schenkt besondere Aufmerksamkeit den Umständen unter denen die Kaltluftseen und der fluktuierende Dolinennebel zustande kommen. (WAGNER, 1954, 1960).

J. FUTÓ führte in 1961 Messungen in einer Doline des B ü k k aus; seine Untersuchungen umfassten den Temperaturgang, die Luftfeuchtigkeit, die Verdunstung und den Wind (FUTÓ, 1962).

Zu diesen Untersuchungen können die Untersuchungen von G. ENDRÓDI auf der Halbinsel T i h a n y gerechnet werden; diese beziehen sich auf die Umstände der Entstehung von Kaltluftseen (ENDRÓDI, 1961. a, b).

Die Exposition der Dolinen in unserem Lande wurde von R. WAGNER untersucht. (WAGNER, 1964).

Meine gegenwärtige Arbeit, die die Expositionen betreffenden bisherigen Feststellungen zu erweitern sucht in Bezug auf die N - und S - Expositionen.

In meiner Arbeit führe ich die Lufttemperatur des Dolinengrund und des Dolinenrandes und die N - und S - Exposition der Doline in K u r t a b é r c auf Grund von Messungen zwischen Juli 27—Aug. 25. 1961 auf.

Die Dolinen des B ü k k - G e b i r g e s sind im allgemeinen nicht symmetrisch; der W - Hang ist steiler als der E - Hang, doch ist der Unterschied zwischen der Inklination des N - Hanges und der des S - Hanges ist nicht gross. Determinierender Faktor in der Gestaltung der Dolinen ist, das durch Verkarstung verursachte Einsinken. Die Gestaltung der mikromorphologischen Formation wird aber auch vom Mikroklima der verschiedenen Expositionen beeinflusst, z. B. ist die grossetägliche Temperaturschwankung ein Faktor der Dolinengestaltung. Wichtige Faktoren sind noch die eigenartige Zirkulation der Luft, die Taubildung und der Niederschlag. Im Winter kann die verschiedene Beschattung der Hänge bedeutende Unterschiede verursachen (WAGNER, 1964).

Neben der Entdeckung der Ursachen der morphologischen Formveränderung ist noch die Erkennung der klimatologischen Bedingungen der Beforsung vom praktischen Gesichtspunkt wichtig.

K u r t a b é r c liegt in der B ü k k - H o c h e b e n e SW von L i l l a f ü r e d im L u s t a v ö l g y in der östlichen Fortsetzung von H o s s z ú - b é r c und K ö z é p b é r c in 750 m Seehöhe.

Wir müssen die naturgeographischen Faktoren des Gebietes, die mit dem Klima in Wechselwirkung stehen und welche in Zusammenwirkung das eigentümliche Mikroklima zustande bringen erkennen.

## Die naturgeographischen Verhältnisse der Bükk-Hochebene

Die älteste geologische Formation dieses Gebirges ist der karbon Tonschiefer und Sandstein und perm Schiefergestein und Bitumenkalkstein. Den grössten Teil des Gebirges bilden trias Formationen: weisser und roter sandiger Kalkstein, weisslich grauer und grauer Kalkstein.

In der Kreide ist die Sedimentgesamtheit zerknittert dann im Oligozän sind die Schichten schuppig (BALOGH, 1964). Das Gebirge wurde Festland im Miozän und dann begann die Bildung des Rumpfgebirges. Die Bildung des Rumpfgebirges ist nach der Meinung von B. BULLA die Folge der oberflächlichen arealen Denudation (BULLA, 1962). Den heutigen Charakter der Bergstruktur hat eine südlich gerichtete Bewegung gegeben. Im weiteren wurde die Verkarstung der gemässigten Zone der wichtigste oberflächengestaltende Faktor. Das Gebirge ist sehr reich an Karstformen; die wichtigsten darunter sind die Karstwiesen, Dolinen, Wasserschlinger und Höhlen (LEÉL-ÖSSY, 1954).

Man kennt zwei Dolinentypen:

1. eingesunkene Doline: sie entsteht durch das Einsinken der Oberfläche, darunter gibt es keinen Höhlengang
2. eingestürzte Doline: sie entsteht durch das Einstürzen von Höhlengängen, darunter gibt es Gangüberreste.

Die Dolinen befinden sich auf der Grossen und Kleinen Hochebene in Gruppen, in uvalamässigen Vertiefungen oder longitudinalen Mulden.

Die Böden des Gebirges sind Rendzina-Böden und Rotlehm. Typischen Rendzina-Böden Abschnitt hat. P. STEFANOVICS (STEFANOVICS, 1963) nachgewiesen. Der Rotlehm ist der Begleiter des Kalksteins (Zusammensetzung:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), er versichert günstigere Standort als die Rendzina-Böden.

N. BACSÓ und B. ZÓLYOMI haben in den Dolinen von Nagymező über dem Rotlehm stark ausgelaugten fahlgelblichen Lehm gefunden, der von lockerem, leichtem Sauerhumus bedeckt war. Die Humusschicht ist von Wurzeln durchwoben, sie ist sehr schlechter Wärmeleiter, (BACSÓ und ZÓLYOMI, 1934). Nach A. PALÁSTI gibt es auf dem S-Hang in der Doline von Kurtabérc keine bedeutende Bodendecke. Auf dem N- bzw. NW-Hang tritt auch das Grundgestein an die Oberfläche hervor.

Die Vegetation der Bükk-Hochebene besteht in den höheren Regionen aus Bergbuchenwäldern (*Aconito-Fagetum*), Berg- und *Eriophorion latifolii*, *Nardetum*, und *Magnocaricion Associations-Fragment*. Die Vegetation in den Dolinen weist Inversionszonation auf (SOÓ, 1964). Eine ähnliche Vegetationsinversion hat GEIGER aus der Gstettneralm-Doline und J. HORVÁTH aus jugoslawischen Karstdolinen demonstriert (GEIGER, 1961).

Die untersuchte Doline ist nicht waldig. Ihre Vegetation besteht aus Nardetumassoziation, deren wichtigster Bestandteil *Nardus stricta* ist. Diese Pflanze bedeckt den Grund dicht, ihre Morphologie begünstigt das Zustandekommen von extremen Mikroklima. Auf dem N-Hang findet man 4—5 jährige gepflanzte Fichtensetzlinge mit hoher Grasvegetation; auf dem NE-Hang befinden sich 13—15jährige Fichtenbäume, auf dem S-Hang ist

die Verteilung der Setzlinge ungleichmässig. In den niedrigeren Niveaus der Doline zeigen die Fichtensetzlinge die Spuren von Frostschäden. Auf dem S-Hang und in der kleinen Doline im tiefsten Niveau kann auch die moosige Variation der Bergwiese (*Festuca ovinae*) gefunden werden.

### Das Klima

Nach der Einteilung von J. KAKAS gehört dieses Gebiet zum feuchten kühlen Klimabezirk mit kaltem Winter.

Während des Jahres ist 55% des Himmels bewölkt, die jährliche der trüben Tage ist 100, die der heiteren Tage 70. Im August ist 40% des Himmels bedeckt, im Dezember aber kann dieser Wert auch 65% betragen. Die jährliche Niederschlagssumme ist 750—800 mm, die Periode mit dem meisten Niederschlag ist Mai und Juni (90 bzw. 100 mm), der wenigste Niederschlag fällt im Januar und Februar (35 bzw. 40 mm). (Magyarország éghajlati atlasza, 1960).

Im Vergleich zu seiner Höhe ist dies ein trockenes Gebiet unter der Wirkung des föhnartigen Nordwindes. Der jährliche Durchschnittswert des Dampfdruckes ist 27 mm. Der Dampfgehalt weist vormittagliches Maximum auf infolge der starken Erwärmung. Die Dampfmasse wird von der Konvektion in die Höhe gehoben und dies führt meist zur Bildung von Cu-Wolken. Dieser Prozess geht auf dem S-Hang am raschesten vor sich.

Infolge der grossen mittleren Höhe ist der Grad der Kontinentalität gering, die jährliche Schwankung der monatlichen Mitteltemperaturen ist 20 °C. Die jährliche Mitteltemperatur ist 7,5 °C. Im Sommer ist es das kühlsste, aber im Winter nicht das kälteste Gebiet des Landes. Die niedrigste Mitteltemperatur ist im Januar —4 °C. Die Dauer der Kälte ist länger als in den anderen Teilen des Landes. Die Dicke der Schneedecke übertrifft die der Tiefebene, im Mittel 8—9 cm, maximal aber auch 75 cm (KÉRI, 1952).

Die Temperatur ist im Juni am höchsten (mittlere Temperatur 17 °C). Der Unterschied zwischen den Temperaturen verschiedener Höhen ist gross im Winter, kleiner im Sommer. Das Graphikon der Reihe von Angaben, die an vier wichtigeren meteorologischen Stationen im Bükk-Gebirge gemessen wurden, zeigt gut die niederschlagsvermehrnde und mitteltemperaturerniedrigende Wirkung des Reliefs (Abb. 1).

Die NW — Richtung hat die grösste jährliche Häufigkeit (19%), häufig sind noch der N — Wind (14%) und der W — Wind (11%). Die Windrichtung wird auch durch die orographischen Verhältnisse ständig modifiziert.

Der jährliche Betrag der Sonnenstrahlungsdauer ist 1850—1900 Stunden (BACSÓ, 1959).

Die Strahlungsverhältnisse sind zusammengesetzt, im Winter kann Inversion demonstriert werden, das Gebirge erhält mehr Bestrahlung als die Tiefebene. Die Zahl der Tage die den Schwellenwert erreichen oder in einer Richtung übertreffen gibt noch wichtigere Information über das Klima des Bükk-Gebirges als die Mittelwerte. Mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel nimmt die Zahl der Sommer-, Hitze- und heisser Tage ab. Im Winter aber ist die Zahl der rauhen Tage am grössten im Talkessel von Lillafüred, weil sich die Kaltluft hier aufhäuft. Nebelbildung ist auch häufig. In

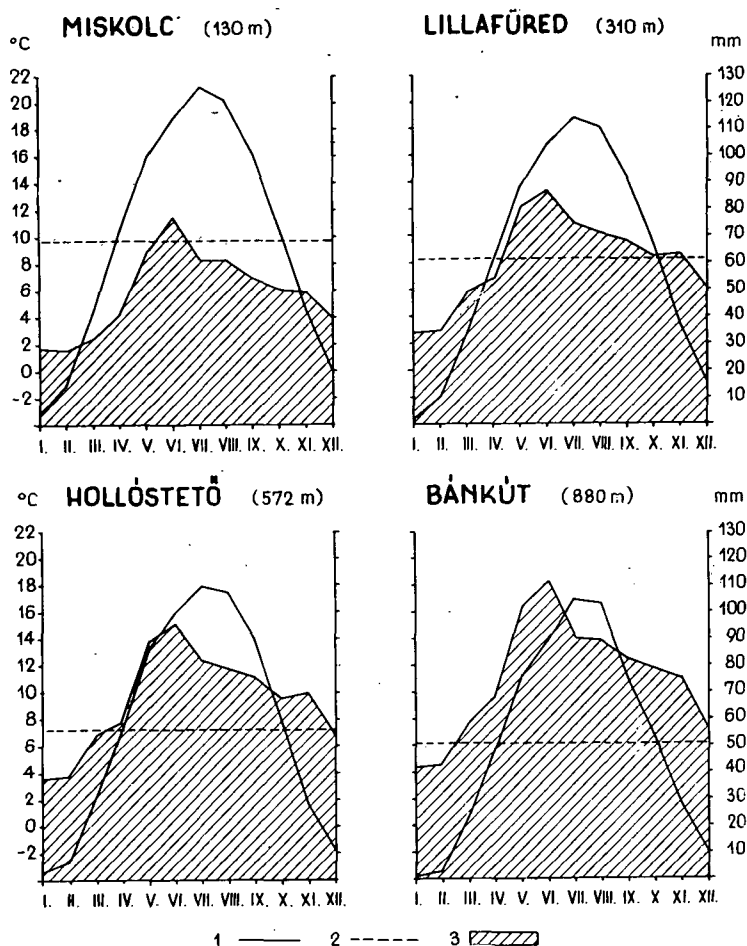


Abb. 1. Der jährliche Gang der Temperatur und des Niederschlags an vier Klimastationen  
 1 = monatliche Mitteltemperatur; 2 = jährliche Mitteltemperatur; 3 = monatliche Mittelwerte des Niederschlags.

Bánkút dagegen ist die Bewölkung geringer, die Einstrahlung intensiver (SZABÓ, 1959).

GEIGER und KÖPPEN haben das Gebiet in das Makroklima des Buchenwaldes eingereiht. Sein Mesoklima wird nach WAGNER durch das Zusammenwirken des Bergklimas und des Hochtal-Lokalklimas gestaltet. (WAGNER, 1955). Die orographischen und morphologischen Verhältnisse, die verschiedenen Substrate und die verschiedenen Strahlungswirkungen bringen selbständige Mikroklimaräume zustande.

## Messungsmethoden und Instrumente

Die Nivellierung der Doline von Kurtabérc wurde 1960 von den Mitarbeitern des Klimatologischen Instituts der József Attila Universität ausgeführt. Vom 0 — Punkt des Dolinengrundes ausgehend haben sie die Niveaulinienkarte der Doline mit 1 m Niveauunterschieden gezeichnet (Abb. 2). Dies Stationen wurden dort aufgestellt wo die Isohypsen von den in Haupt- und Nebenweltrichtungen zeigenden Spurlinien geschnitten wurden.

Die Messungen wurden mit den folgenden Instrumenten ausgeführt: Widerstandsthermometer, Assmanscher Aspirationspsychrometer, Schalenanemometer, Windrichtungsmesser.

Die Thermometer wurden auf dem Hang mit 3 m Niveauunterschieden 10 und 300 cm hoch über dem Bodenso aufgestellt, dass die Thermometer in 300 cm im gleichen Niveau waren mit dem Thermometer in 10 cm der Station auf der nächsten Isohypse.

Am Dolinengrund stellten wird die Thermometer 10, 100, 200, 300, 400 und 500 cm über dem Boden auf.

Mit den Psychometern, den Windrichtungsmessern und Windgeschwindigkeitsmessern massen wir am Dolinengrund, bei der 6 m Isohypse und am Rande der Doline (dem Dolinenrand, der übrigens am Fuss des Lusta-Tales gelegen ist).

Mit den Thermometern und Windgeschwindigkeitsmessern führten wir jede 15 Minuten Messungen aus. Die Häufigkeit der Messungen und die sich anknüpfenden visuellen Beobachtungen waren gemeint den Mangel an registrierenden Instrumenten zu ersetzen. Ablesen der Psychrometer und der Bodenthermometer geschah stundenweise.

Wir haben auch in einer Klimahütte gemessen, wo der Thermograph und der Hygrogroph angebracht waren.

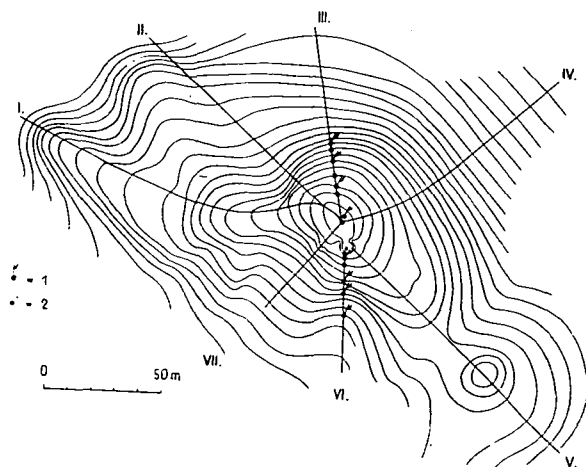


Abb. 2. Kartenskizze mit Isohypsen der untersuchten Doline, Spurlinien I—VIII.  
1 = Thermometerstation; 2 = Radiationsthermometer; 3 = angebrachte Klimastation

Ausserdem diente in der Doline ein Hellmanscher Ombrometer und ein Campbell-Stockessche Sonnenscheindauermesser der Beobachtung. An den Seiten der Doline massen wir mit 2 m Niveauunterschieden sowie in der kleinen Doline (0 Punkt) das Radiationsminimum.

An der Klimastation stellten wir Messungen zu Terminzeitpunkten (7<sup>h</sup>, 14<sup>h</sup>, 21<sup>h</sup>) an.

### Die Wetterverhältnisse in der Untersuchungsperiode

Die richtige Analyse der makrosynoptischen Eigenschaften erfordert, dass wir die Wetterveränderungen der Beobachtungsperiode in ihren Vorgängen übersehen. Die Bedingung der Mikroklimauntersuchung ist das heitere und nach möglichst windstille Wetter. Von diesem Gesichtspunkt aus schien die Periode 6., 7., 8., 9. und 10 August zur Untersuchung am geeignetsten.

Am 4. August 1961 eroberte ein Hochdruckrücken einen Teil des Landes, aber er dehnte sich auf das Gebiet des B ü k k — G e b i r g e s noch nicht aus; die Bewölkung war 80—90%.

Am 5. im östlichen Teil des Landes nahm eine Abgleitungsoberfläche Platz mit weit ausgedehnter absteigender Luftbewegung und Wolkenauflösung. Im Gebiet der B ü k k — G e b i r g e s verminderte sich nachmittags die Bewölkung.

Am 6. wurde das Zentrum des Hochdruckrückens in unser Land verlegt, das Wetter war antizyklonal. Die Bewölkung im untersuchten Gebiet vermehrte sich nur in den Mittagsstunden infolge der lokalen Konvektion. Es gab Wind von 7<sup>h</sup>30<sup>m</sup> bis 17<sup>h</sup>30<sup>m</sup>. Die grösste Windstärke (10,8 km/Stunde) wurde um 11<sup>h</sup> beobachtet.

Am 7. war das Temperaturmaximum höher. Die Bewölkung bildete sich auch an diesem Tag nur in den Mittagsstunden, die Windgeschwindigkeit war maximal 17,7 km/Stunde um 13<sup>h</sup>.

Im Frühmorgen des 8. stieg die Temperatur im B ü k k um 3—4 °C unter der Wirkung der nassen Advektion. Die Bewölkung war 50%-ig und der zyklonalen Wetterlage entsprechender Tiefdruck wurde vorherrschend. Die Windgeschwindigkeit nahm ab.

Am 9. beherrschte wieder ein Hochdruckrücken den Luftraum des Landes, aber im B ü k k vermehrte sich die Konvektionsbewölkung. Es regnete auf K u r t a b é r c von 11<sup>h</sup>30<sup>m</sup> bis 11<sup>h</sup>40<sup>m</sup> sowie von 12<sup>h</sup>25<sup>m</sup> bis 12<sup>h</sup>40<sup>m</sup>.

Wenn die Bewölkung im August untersucht findet man, dass sich Bewölkung unter dem Einfluss der Konvektion in den Mittags- und Frühnachmittagsstunden vermehrt, und das Minimum in den Nachtstunden zu beobachten ist (Tabelle 1.). Das beweisen auch die Stundenmittel der Bewölkung von 27 Tagen (Abb. 3.)

Die Eigenschaften also, die das Mikroklima verändern können (Bewölkung, Niederschlag, Wind) gestalteten sich günstig in der Beobachtungsperiode und so gab es eine Gelegenheit für eine ausführlichere Untersuchung der Eigenschaften.

Tabelle I.

## Die stündliche mittlere Bewölkung über

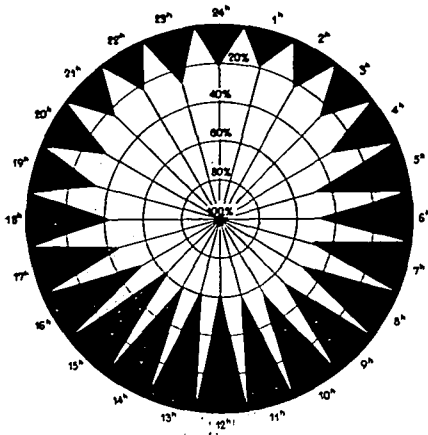
Stunden Tage	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
VII. 29.	30	30	40	40	40	50	50	50	90	90	100	100
30.	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
31.	100	100	90	90	90	90	100	100	100	100	100	90
VIII. 1.	40	50	50	20	90	100	60	80	50	70	80	40
2.	0	0	0	0	0	10	10	10	10	40	50	80
3.	0	0	0	10	80	70	70	70	90	80	80	90
4.	10	0	10	50	30	30	30	30	70	30	30	30
5.	60	60	60	20	70	20	10	30	40	50	50	30
6.	0	0	0	0	0	0	0	0	10	10	20	20
7.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	10
8.	0	0	0	30	40	40	20	30	30	10	0	10
9.	0	0	0	0	0	0	0	10	20	30	60	80
10.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30	40	60
11.	0	0	0	0	10	10	0	0	0	0	0	0
12.	0	0	0	0	70	50	90	70	80	60	40	20
13.	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
14.	0	0	0	0	0	0	10	10	30	10	30	60
15.	0	0	0	20	40	10	0	10	40	40	20	10
16.	0	20	40	50	40	80	100	100	100	100	100	100
17.	0	10	20	100	100	100	100	100	100	100	100	100
18.	0	0	50	100	100	90	70	60	60	100	90	90
19.	0	0	0	0	10	10	20	20	30	30	40	50
20.	40	50	50	80	80	90	100	100	100	100	100	70
21.	0	0	0	0	70	60	60	30	40	40	50	50
22.	0	0	0	0	0	40	80	50	70	80	60	70
23.	10	80	80	100	100	100	100	70	70	50	60	60
24.	10	0	0	0	40	40	80	100	10	40	50	90
K <sub>0</sub>	19	22	26	33	48	48	50	50	53	55	59	61



**Kurztabelle vom 29. 7. 1961 bis 25. 8. 1961 (in %)**

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Kv
100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	80
100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
100	100	60	60	10	10	20	0	10	10	30	67	10
80	60	60	40	40	50	10	0	0	0	0	0	45
80	80	70	90	90	7	20	0	0	0	0	0	31
80	90	100	80	80	90	50	80	30	0	30	10	57
70	70	70	60	30	40	40	80	40	0	10	0	37
20	20	20	20	10	0	0	0	0	0	0	0	24
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	03
40	30	20	20	20	0	0	0	0	0	0	0	06
20	10	20	10	10	0	0	0	0	0	0	0	12
30	10	10	10	10	0	0	0	0	0	0	0	11
60	60	40	30	20	0	0	0	0	0	0	0	14
0	10	30	30	0	0	0	30	0	0	0	0	05
40	60	70	60	60	50	40	0	0	20	60	80	43
100	90	100	90	100	100	100	100	10	0	0	0	83
60	80	70	50	70	100	60	0	0	0	0	0	27
50	60	70	70	90	40	0	30	20	100	60	35	60
100	100	100	100	100	100	100	100	30	30	0	0	70
100	100	100	70	90	90	90	90	80	100	90	0	80
70	60	70	20	20	10	10	0	0	0	0	0	45
50	50	50	40	30	30	20	20	20	30	30	30	30
90	90	90	70	30	20	20	60	70	40	0	0	64
90	60	70	50	50	60	0	0	0	0	0	0	32
60	80	70	90	40	20	0	10	0	10	90	60	41
50	40	60	20	0	10	30	30	90	100	40	10	57
40	10	20	70	10	70	80	50	40	70	80	100	46
61	60	61	53	46	43	34	32	24	23	27	21	

Abb. 3. Stundenmittel der Bewölkung,  
August 1961.



### Die Lufttemperatur am Grund und am Rand der Doline

Der von Hängen umgebene Dolinengrund ist ein windgeschütztes Terrain. Seine Lufttemperatur unterscheidet sich von der Lufttemperatur des Dolinenrandes.

Ein bedeutender Unterschied zeigt sich schon in den frühen Morgenstunden (zwischen 5 und 6<sup>h</sup>) (Tabelle II.), besonders in der Nähe des Substrates. In einer Stunde stieg die Temperatur um 11,3 °C am Dolinenrand; zur gleichen Zeit betrug die Erwärmung am Dolinengrund nur 4°C. In 300 cm über dem Boden ist der Unterschied kleiner, aber es war auch hier der Dolinenrand, der sich mehr erwärmte. Die Erklärung dafür ist, dass wenn der Dolinengrund wegen Selbstschatten noch keine Einstrahlung bekommen kann, erhält der Dolinenrand schon direkte Strahlung. Ein bedeutender Faktor in der langsameren Erwärmung des Dolinengrundes ist noch die Anwesenheit des Kaltluftsees.

Die vormittägliche Erwärmung ist am Dolinengrund am stärksten (Siehe Abb. 4). In der Nähe des Substrates am Rand der Doline ist das Maximum grösser (siehe Tabelle III.), aber ferner vom Boden ist der Maximumwert grösser am Dolinengrund, weil sich das Mass der Erwärmung unter dem Einfluss des W — Windes (um 11<sup>h</sup> 10,8 km/Stunde) verringert.

Die Temperatursenkung, die zwischen 11 und 12<sup>h</sup> erfolgte war eine Folge der Wolkenbildung bis zu 10—20%. Infolge der Konvektionsströmung bildeten sich hauptsächlich Cu-Wolken.

Nachmittags gerät der Dolinengrund bald in Selbstschatten, während der Dolinenrand bis Sonnenuntergang Strahlung erhält.

Die intensive Abkühlung beginnt zuerst nahe dem Boden. Zwischen 17 und 18<sup>h</sup> ist die Geschwindigkeit der Abkühlung am Dolinengrund 9,2 °C/h, am Dolinenrand nur 3,6 °C/h. In 300 cm über dem Boden ist die Temperatursenkung minder (5,9 bzw. 1,4 °C). Die stärkere Abkühlung des Dolinengrundes lässt sich durch die Bildung eines Kaltluftsees erklären, da die Kaltluft von den höheren Niveaus her hinabsickert und den Luftraum der Doline erfüllt. Nach 20<sup>h</sup> wird die Temperatursenkung durch Taubildung ermässigt.

Die Minima am Dolinengrund sind tiefer; der Unterschied der Radiationsminima unmittelbar über dem Boden betrug  $1,7^{\circ}\text{C}$ .

Die Amplitude der Lufttemperatur ist am grössten am Dolinengrund. Es ist interessant, dass der Unterschied der Amplituden in Bodennähe der Beiden Oberflächen nur  $0,3^{\circ}\text{C}$  ist. Zwar ist die Abkühlung am Dolinengrund stärker als am Rande der Doline; ist der Wert der Amplituden beinahe der gleiche, weil die Erwärmung im Gegensatz am Rand stärker ist.

In 300 cm Höhe ist der Unterschied der Amplituden  $9,2^{\circ}\text{C}$ . Ein so grosser Unterschied ergibt sich weil Dolinengrund vor Wind geschützt ist, aber am Dolinenrand kommen die äusseren Wirkungen stark zur Geltung.

Am 7. ist das Maximum höher, weil die vormittägliche Einstrahlung ungestört war. Die Konvektionsbewölkung vermehrte sich nach dem Eintritt des Maximums bis auf 30–40%. Die Temperatursenkung wurde auch vom W - Wind begünstigt der sich um 13<sup>h</sup> mit einer Geschwindigkeit von 17,7 km/Stunde erhob. Im weiteren zeigte die Lufttemperatur einen normalen Gang. Doch in der Nacht des 8. sank die Temperatur unter dem Einfluss einer warmen Advektion nicht einmal in der kleinen Doline unter  $5^{\circ}\text{C}$ . Die warme Luft erhöhte die Temperatur in einer halben Stunde (3<sup>h</sup>15<sup>m</sup>–3<sup>h</sup>45<sup>m</sup>) um die folgenden Werte in den beiden Bereichen:

	am Dolinengrund	am Dolinenrand
10 cm	$5,4^{\circ}\text{C}$	$5,2^{\circ}\text{C}$
300 cm	$7,6$	$5,0$

Die warme Luft fand kältere Luft in der Doline. Der Austausch ist intensiver; darum ist die Erwärmung auch stärker als am Dolinenrand. Doch war die Temperatur auch weiterhin in der Doline am niedrigsten.

Am 8. sank die Temperatur wiederholt in den Frühnachmittagsstunden unter dem Einfluss der Bewölkung. Unmittelbar über dem Boden ist die Temperaturabnahme stärker als ferner vom Boden. Zwischen dem Dolinengrund und dem Dolinenrand ist aber der Unterschied eben in der letzteren Höhe am grössten.

Am 9. vormittags folgte ein Platzregen auf die starke Wolkenbildung,

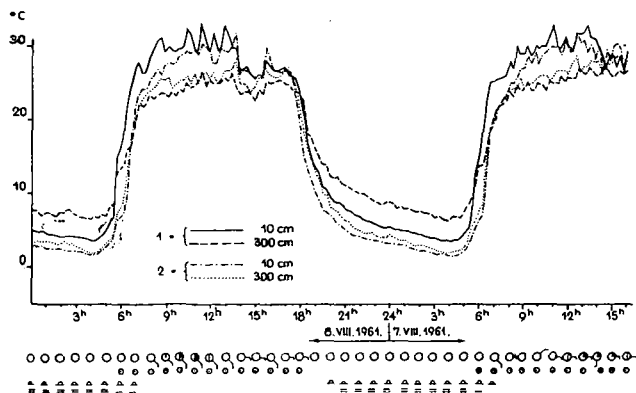


Abb. 4. Lufttemperatur am Dolinengrund und am Dolinenrand  
1 = Dolinengrund; 2 = Dolinenrand

Tabelle II.

Die Geschwindigkeit der Erwärmung und der Abkühlung auf den N- und S- exponierten

m	cm	Exp. Stunden	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11
3	10	S	—0,1	0,1	—0,5	0,0	0,2	4,1	11,9	6,0	2,2	—3,4	0,9
		N	—0,2	0,2	—0,4	1,4	5,4	10,8	4,5	2,1	2,1	2,1	—0,3
		△	0,1	0,1	0,1	0,8	1,2	1,3	1,1	1,5	0,1	5,5	1,2
	300	S	—0,1	0,2	0,0	—1,4	1,0	4,0	11,4	1,7	1,7	0,8	0,0
		N	—0,1	0,3	—0,6	—0,6	0,7	5,7	9,2	4,3	1,5	0,2	0,0
		△	0,0	0,1	0,6	0,8	0,3	1,7	2,2	2,6	0,2	0,6	0,0
6	10	S	0,1	—0,1	—0,4	—0,6	0,6	5,2	15,1	1,8	5,7	0,0	—0,4
		N	—0,2	0,8	—1,2	—0,6	1,1	5,9	9,8	6,7	3,7	2,4	0,2
		△	0,3	0,9	0,8	0,0	0,5	0,7	5,3	4,9	2,0	2,4	0,6
	300	S	—0,1	1,1	—1,0	—0,9	0,9	5,8	10,0	1,0	2,8	—0,2	0,5
		N	—0,2	0,2	—0,3	—0,8	0,5	7,5	9,4	2,1	0,2	0,6	0,8
		△	0,1	0,9	0,7	0,1	0,4	1,7	0,6	2,1	2,6	0,8	0,3
9	10	S	—0,2	—0,4	0,0	—0,4	1,0	4,4	13,0	4,2	1,9	0,9	0,2
		N	0,2	0,1	—0,5	—0,7	1,0	6,5	7,1	5,4	1,2	5,5	0,0
		△	0,4	0,5	0,5	0,3	0,0	2,1	5,9	1,2	0,7	4,6	0,2
	300	S	1,0	—0,7	0,0	—0,8	1,0	6,2	9,6	0,8	3,7	—1,1	1,1
		N	0,0	—0,9	0,5	—0,5	0,6	7,7	9,3	3,6	1,0	1,2	1,2
		△	1,0	0,2	0,5	0,3	0,4	1,5	0,3	2,8	2,7	2,3	0,1
Dg	10		—0,2	—0,1	—0,3	—0,4	1,0	4,0	14,8	3,7	1,9	1,4	0,6
Dr.	10		0,3	0,5	0,0	—0,5	1,3	11,3	10,3	1,6	1,0	0,4	0,3
	△		0,5	0,6	0,3	0,1	0,3	7,3	4,5	2,1	0,9	1,0	0,3
Dg	300		0,2	—0,3	—0,3	—0,8	1,2	4,9	12,9	2,2	1,5	—0,1	1,5
Dr.	300		—0,4	0,1	—0,5	—0,4	0,3	6,5	6,1	3,9	0,1	0,5	0,5
	△		0,6	0,4	0,2	0,4	0,9	1,6	6,8	1,7	1,4	0,6	1,0

Dg = Dolinengrund

Dr. = Dolinenrand

Hängen sowie am Dolinengrund und am Dolinenrand am 6. 8. 1961, (in °C)

11—12	12—13	13—14	14—15	15—16	16—17	17—18	18—19	19—20	20—21	21—22	22—23	23—24
2,9	—3,2	0,0	3,9	—0,3	—3,2	—2,4	—4,2	—3,7	—0,7	—1,7	—0,9	—0,8
—1,8	1,5	—3,4	3,9	—0,0	—4,0	—5,2	—7,7	—4,1	—3,6	—0,9	—0,5	—0,2
4,7	4,7	3,4	0,0	3,0	0,8	3,2	3,5	0,4	2,9	0,8	0,4	0,6
0,7	1,1	0,4	—0,8	—0,3	—1,5	—5,2	—4,0	—4,8	—2,7	—1,2	—0,5	—0,6
0,1	0,2	—3,0	1,5	1,8	—0,9	—2,6	—9,5	—4,0	—1,6	—1,6	—0,5	—0,4
0,6	0,9	3,4	2,3	2,1	0,6	2,6	5,5	0,8	1,1	0,4	0,0	2,0
1,6	1,0	0,1	—4,9	1,7	—3,5	—5,4	—4,6	—3,6	—2,6	—2,0	0,0	0,6
0,3	1,9	—4,2	1,9	—2,2	—1,9	—3,6	—8,2	—4,2	—1,7	—1,3	—0,6	—0,4
1,3	0,9	4,3	6,8	3,9	1,6	1,8	3,6	0,6	0,9	0,7	0,6	0,2
—0,1	—0,2	—0,6	0,0	0,4	—2,6	—1,5	—4,3	—4,4	—1,8	—2,1	—0,5	—0,5
1,2	—2,2	—2,0	1,2	1,8	—0,6	—1,8	—9,8	—3,8	—1,9	—1,3	—0,8	—0,5
1,1	2,0	1,4	1,2	1,4	2,0	0,3	5,5	0,6	0,1	0,8	0,3	0,0
0,6	5,7	—2,4	—4,4	—3,3	—0,8	—7,3	—3,6	—2,1	—3,6	—1,5	—0,7	0,0
—1,6	0,4	—2,2	—0,6	1,0	—2,6	—3,0	—8,0	—4,0	—2,7	—0,9	—1,0	0,1
1,0	5,3	0,2	3,8	4,3	1,8	4,3	4,4	1,9	0,9	0,6	0,3	0,1
—0,5	1,8	2,8	—0,2	1,6	—1,4	—2,0	—5,6	—3,2	—3,0	—0,6	—2,0	—0,5
—1,8	1,5	1,6	—0,8	2,1	—0,1	—2,3	—8,1	—4,2	—1,5	—1,6	—1,1	—0,2
1,3	0,3	1,2	0,6	0,5	1,3	0,3	2,5	1,0	1,5	1,0	0,9	0,3
0,0	0,1	—3,0	0,7	2,4	—1,2	—9,2	—7,3	—3,7	—1,4	—1,0	—0,6	—0,4
0,0	3,4	—5,9	1,4	1,8	—0,2	—3,6	—9,8	—4,2	—1,3	—1,3	—0,4	—0,5
0,0	3,3	2,9	0,7	0,6	1,0	5,6	2,5	0,5	0,1	0,3	0,2	0,1
—1,3	1,1	1,8	—0,4	1,6	0,7	—5,9	—7,9	—4,7	—2,0	—1,2	—0,7	0,1
0,8	0,3	2,2	—0,6	2,0	0,0	—1,4	—7,4	—3,7	—1,1	—1,2	—1,0	0,4
2,1	0,8	0,4	0,2	0,4	0,7	4,5	0,5	1,0	0,9	0,0	0,3	0,3

Tabelle III.

## Tägliche Maxima und Minima der Lufttemperatur

Tage	Exp. M.	Maxima								Minima							
		Höhe des Thermometers 10 cm				vom Grund der Messstelle 300 cm				Höhe des Thermometers 10 cm				vom Grund der Messstelle 300 cm			
		N		S		N		S		N		S		N		S	
VIII. 6.	3 m	2,96	12.15	31,6	14.30	26,2	13.30	27,5	13.30	2,8	4,15	2,7	3.00	3,01	4.00	3,0	4.00
	6 m	34,4	12.15	36,5	13.30	27,0	12.00	25,4	12.45	2,4	4,00	3,4	4.00	3,4	4.15	3,1	3,45
	9 m	31,4	13.15	34,3	13.00	26,3	12.30	25,4	12.45	3,2	3,45	3,2	4.15	4,2	4.15	3,8	4.15
	Dg.	33,1	11.30			2,64	11.30			3,7	4,00			6,6	4.00		
	Dr.	31,6	13.45			28,2	13.45			1,6	4.15			2,0	4.15		
VIII. 7.	3 m	33,0	13.45	33,6	13.15	28,3	14.30	28,4	14.15	2,8	4,15	3,0	3.45	2,7	3,30	2,9	4.00
	6 m	35,0	13.30	35,6	12.00	28,0	14.15	27,9	14.15	2,2	3,45	3,2	3.30	3,1	3.45	3,0	3.00
	9 m	31,8	12.45	36,2	11.00	27,2	12.45	27,4	13.15	3,2	3,15	2,6	3.45	4,0	4.00	3,2	4.00
	Dg.	33,0	13.15			27,2	13.30			3,6	3,30			6,3	3.45		
	Dr.	31,6	12.30			28,8	12.30			1,6	4,15			2,0	4.00		
VIII. 8.	3 m	33,0	13.45	34,8	13.15	28,5	13.45	28,1	13.15	7,4	2,00	7,2	3.00	7,8	1.30	7,6	1.45
	6 m	36,0	12.30	35,5	13.15	28,4	13.45	28,0	15.00	7,2	1,45	9,0	1.30	8,0	1.15	8,2	3.00
	9 m	32,4	13.00	34,0	12.30	28,4	13.15	27,1	13.30	8,1	2,00	7,7	3.00	9,2	2,30	8,3	2.00
	Dg.	33,8	11.30			27,8	15.30			8,2	1,45			11,2	1.40		
	Dr.	31,4	14.00			28,9	13.45			5,9	2,00			7,0	1.30		
VIII. 9.	3 m	36,8	14.15	36,7	14.15	30,00	14.15	30,1	14.15	6,7	4,00	6,3	3.45	6,7	4.30	6,4	3.45
	6 m	36,8	14.15	39,8	14.15	31,4	14.15	32,7	13.45	6,2	4.30	6,8	4.00	7,0	4.00	7,4	4.00
	9 m	33,1	14.00	38,6	9,15	31,8	14.45	28,8	14.45	7,0	4,00	6,8	3.45	7,9	3.45	6,8	4.00
	Dg.	33,3	13.45			30,6	14.45			7,0	4,00			7,2	3.45		
	Dr.	33,5	14.15			32,8	14.45			5,2	4,15			6,0	3.45		

M = Höhe der Messstelle vom Dolinengrund

Dg. = Dolinengrund

Dr. = Dolinenrand

Tabelle IV.

## Tägliche Mittel der Lufttemperatur an Hand viertelstündlicher Beobachtungen

Tage	Höhe des Thermometer vom Grund der Messstelle										
	10 cm						300 cm				
	Exp. M	0 m	3 m	6 m	9 m	Dr.	0 m	3 m	6 m	9 m	Dr.
VIII. 6.	N	15,3	16,1	16,5	16,0	17,7	15,1	15,0	15,5	16,0	16,7
	S		15,5	17,5	16,6			14,9	14,6	14,8	
VIII. 7.			0,6N	1,0S	0,6S			0,1N	0,9N	1,2N	
	N	16,4	17,5	17,7	17,4	18,7	16,3	16,4	16,9	17,3	18,1
	S		17,6	18,7	18,5			16,0	16,4	16,2	
VIII. 8.			0,1S	1,0S	1,1S			0,3N	0,5N	1,1N	
	N	18,3	19,6	19,6	19,2	20,5	18,5	18,4	18,5	19,0	19,4
	S		19,6	20,5	20,1			18,2	18,6	18,0	
VIII. 9.			0,0	0,9S	0,9S			0,2N	0,1S	1,0N	
	N	17,8	19,0	18,6	18,6	20,4	18,3	18,0	18,3	18,8	19,8
	S		19,3	20,1	19,8			18,1	19,9	18,4	
			0,3S	1,5S	1,2S			0,1S	1,6S	0,4N	

M = Höhe der Messstelle vom Dolinengrund

Dr. = Dolinenrand

dann nach dem Platzregen erhöhte sich die Temperatur in den verschiedenen Niveaus um 7—9 °C.

Der Mittelwert der Lufttemperatur (an Hand von 15-minütlichen Beobachtungen) an den Beobachtungstagen am Dolinengrund am grössten in beiden Höhen. Am Dolinengrund war die Mitteltemperatur infolge der intensiven nächtlichen Abkühlung niedriger (Siehe Tabelle IV.).

*Auf Grund der Vorigen konnte es also festgestellt werden, dass der Tagesgang der Temperatur am Dolinengrund und am Dolinenrand verschieden ist.*

In Bodennähe (in 10 cm) zeichnet sich der Dolinenrand mit starker täglicher Erwärmung, der Dolinengrund mit starker nächtlicher Abkühlung aus. Die tägliche Schwankung der Lufttemperatur ist beinahe dieselbe in beiden Bereichen.

Ferner von Grund (in 300 cm) ist der Temperaturgang am Dolinengrund extremer. Am Dolinengrund macht sich die Wirkung der äusseren Luftströmungen geltend.

Der Lufttemperaturgradient ist am Dolinengrund am stärksten.

### Der Tagesgang der Temperatur in N- und S-Expositionen

Nach der Behandlung der Lufttemperatur des Dolinengrundes und des Dolinenrandes untersuchen wir die Expositionen.

Auf der N- und S-Exposition der untersuchten Doline sind die Böschungswinkel folgende:

	S-Exposition	N-Exposition
3 m Isohypse	14°	18°
6 m Isohypse	22°	33°
9 m Isohypse	26°	24°
12 m Isohypse	18°	—

In der Kenntnis der Hangwinkel haben wir die Einfallswinkel der Sonnenstrahlen an den einzelnen Stationen bestimmt.

Die positive Sonnenweite ist 25°; der Trübungsfaktor ist auf Grund des Mittels mehrerer Messungen 3,1.

In der Kenntnis dieser Angaben kann die auf die Flächeneinheit der Hänge in den einzelnen Stunden des Tages fallende Energiemenge bestimmt werden (Abb. 5).

Die gerechneten Werte der Energie können nicht mit voller Sicherheit massgebend sein, weil wir die Wirkung der im Laufe des Tages auftretenden Wetterfaktoren nicht in Betracht genommen haben; bei dem Vergleich der beiden Expositionen aber sind die Relativzahlen real.

Die Abweichung der Einfallswinkel der Sonnenstrahlung ist bei der 6 m — Isohypse am grössten; darum bekommt hier die S - Exposition wesentlich mehr Energie während der Periode der Strahlung als die N - Exposition. Bei der 9 m — Isohypse sind die Hangwinkel beinahe gleich; darum ist das hier nachgewiesene Plus der Erwärmung der S - Exposition realer als im vorigen Fall. Dementsprechend sind die Tagesgänge der Lufttemperatur an den beiden Expositionen abweichend. Der Gang der nächtlichen Abkühlung



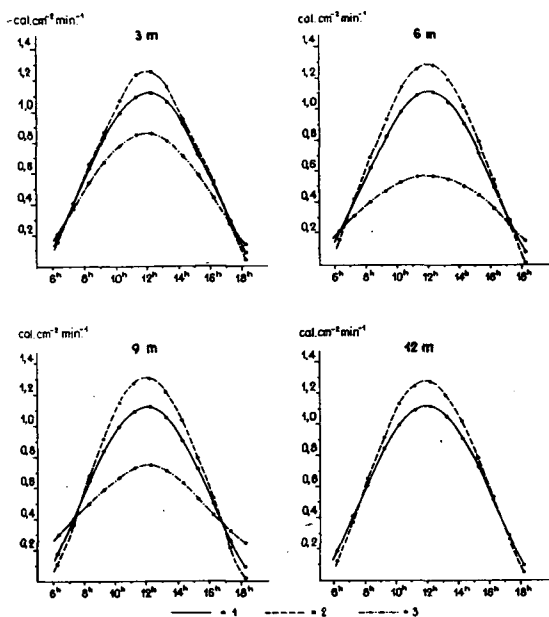


Abb. 5. Die auf Oberflächeneinheit fallende Energiemenge am 6. VIII.

1 = horizontale Ebene; 2 = S-Exposition;  
3 = N-Exposition.

ist bei allen Isohypsen (3, 6, 9) gleichmässig, ruhig; die Geschwindigkeit der Abkühlung ist aber grösser in Bodennähe (Abb. 6, 7, 8). Mit der Zunahme der Niveauhöhe der Unterschied zwischen den Abkühlungen der beiden Expositionen wird grösser, aber der Unterschied zeigt sich eher zwischen den Thermometern in verschiedenen Höhen (10, 300 cm) als in den verschiedenen Expositionen. An den tiefer liegenden Teilen verringert sich der Unterschied der beiden Expositionen infolge des Daseins des Kaltluftsees: Die beiden Expositionen zeigen keine Abweichung in der Periode der langsamen Erwärmung, die unter dem Einfluss der zerstreuten Strahlung beginnt.

Nach Sonnenaufgang aber bekommen die Expositionen ungleiche Strahlungsmengen.

Zwischen 5 und 6<sup>h</sup> ist der Unterschied in der Temperatur der beiden Expositionen in Bodennähe noch gering, ferner vom Boden aber zunehmend. Zu dieser Zeit bekommt die N-Exposition noch mehr Energie (Abb. 6) infolge der positiven Weite des Sonnenaufgangs und Untergangs. An den höheren Niveaus (6 und 9 m) ist der Unterschied zwischen den Expositionen zunehmend, weil der Kaltluftsee sich im Zusammenstürzen befindet und die Wirkung der Exposition macht sich hier immer mehr geltend. Das Temperaturmaximum setzt sich von der N-Exposition auf die E- und dann auf die S-Exposition um. Gleichzeitig mit der E-Exposition bekommt auch der Dolinengrund mehr Strahlung.

Die Geschwindigkeit der Erwärmung ist am grössten zwischen 6 und 7<sup>h</sup>; bei der 6 m — Isohypse erreicht sie auch den Wert 15,1 °C/h.

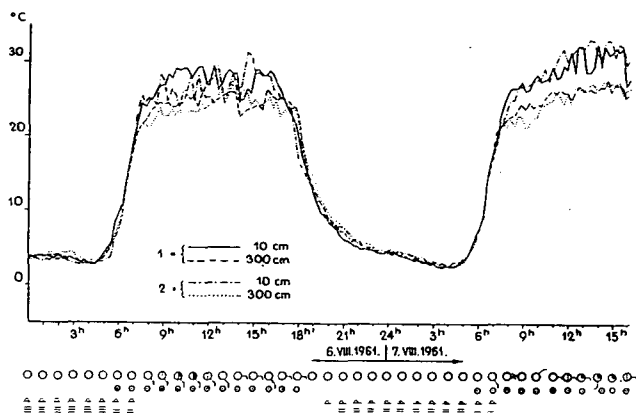


Abb. 6. Lufttemperatur auf der 3 m-Niveaulinie  
1 = N-Exposition; 2 = S-Exposition.

Die Geschwindigkeit der Erwärmung ist etwas geringer am Dolinengrund und bei der 3 m Isohypse, weil hier ein Teil der Energie wurde auf das Wärmen des Kaltluftsees verwendet.

Gegen die höheren Niveaus, sowie ferner vom Boden nimmt die Geschwindigkeit der Erwärmung ab.

Die Maxima treten um 13 und 14<sup>h</sup> ein. Auf der S-Exposition ist der Unterschied zwischen den Maxima der Thermometer nahe dem Boden und ferner davon grösser als auf der N-Exposition zwischen denselben Höhen. Auch dieser Fakt lässt darauf schliessen, dass der Temperaturgradient auf der S-Exposition grösser ist.

Weniger auffallend sind die Unterschiede wenn man die Angaben der Thermometer an ähnlichen Höhen der verschiedenen Expositionen miteinander vergleicht. Wenn man die Lufttemperaturmaxima auf 10 cm miteinander vergleicht, kann man feststellen, dass der Unterschied zwischen den Expositionen mit der Höhe des Niveaus zunimmt (Tabelle III).

Dagegen ist das Maximum grösser in 300 cm auf der N-Exposition (Ausnahme bei der 3 m — Isohypse).

Es ist bekannt, dass die S-Exposition sich in günstiger Strahlungslage befindet, darum wenn man eine Lufttemperatur Symmetrieachse in der Doline annimmt, verschiebt sich diese in die Richtung der S-Exposition; der Temperaturgradient ist am grössten hier, die Isothermen verdichten sich hier.

Auf der N-Exposition ist aber der Temperaturgradient kleiner, und die Isothermen sind vertikal voneinander ferner gelegen. Der Austausch ist hier also langsamer und vollzieht sich auf grösseren Distanzen als auf der S-Exposition. Darum kann man in der oberflächennahen 3 m — Schicht mit bedeutenden Temperaturveränderungen nicht rechnen. Das bedeutet soviel, dass der Temperaturwert in 3 m über der N-Exposition dem Boden näher liegt auf der an der S-Exposition.

Es ist eine Anomalie im Temperaturgang der Expositionen, dass das Temperaturmaximum nicht im 3 m-Isohypse, sondern in der 6 m-Isohypse zu finden ist. Die Ursache davon ist die morphologische Gegebenheit und der Hangwinkel. Diese beiden Faktoren sind bei 6 m günstig.

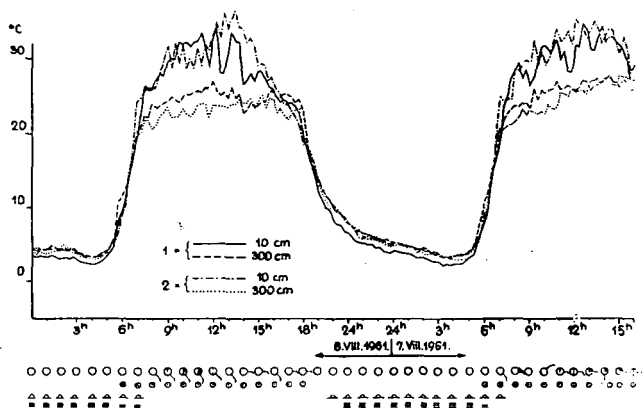


Abb. 7. Lufttemperatur auf der 6 m-Niveaulinie  
1 = N-Exposition; 2 = S-Exposition

Die nachmittägliche Abkühlung beginnt in den tieferen Niveaus, erst unter dem Einfluss des Selbstschattens (Tabelle II). Am 6. wird die Abkühlung durch einen SE-, bzw. E-Wind von 4–5 km/h Geschwindigkeit beschleunigt. In der 9- und 12 m-Isohypse beginnt die rasche Abkühlung um 1 Stunde später (um 18<sup>h</sup>) als in 3 und 6 m.

In der 3 m-Isohypse ist der Unterschied zwischen den Abkühlungsgeschwindigkeiten der beiden Expositionen noch unbedeutend; mit der Niveauhöhe aber wird der Unterschied grösser (Tabelle II).

Im bodennahen 10 cm wird die Abkühlung von der Beschattung und der Kaltluftströmung nahe dem Boden bestimmt; ferner vom Boden aber ist die Wirkung der Advektionen ausschlaggebend. Bei den Thermometern in 300 cm auf der S-Exposition kommt die mässigende Wirkung des Buchenwaldes 40 m N von der Doline in der Periode der Abkühlung zur Geltung. (Die Geschwindigkeit der Abkühlung 9,2 °C/2<sup>h</sup>).

In demgleichen Niveau und in dergleichen Höhe der N-Exposition kommt

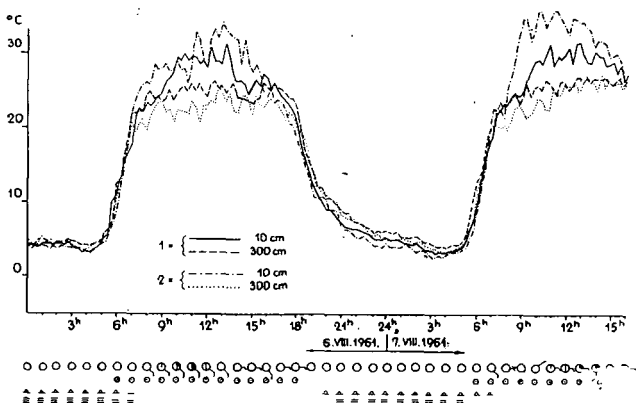


Abb. 8. Lufttemperatur auf der 9 m-Niveaulinie  
1 = N-Exposition; 2 = S-Exposition.

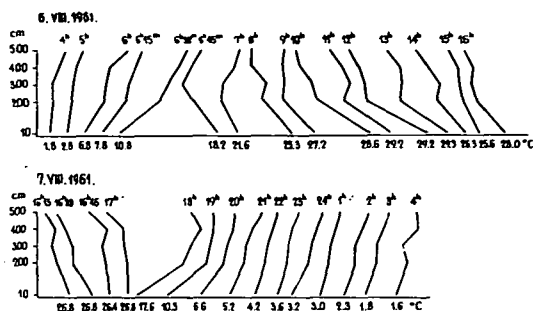


Abb. 9. Das Profil der Lufttemperatur am Dolinengrund

diese mässige Wirkung schon nicht zur Geltung. Die Geschwindigkeit der Abkühlung ist hier grösser ( $12.1^{\circ}\text{C}/2$  Stunden). Inversion tritt zwischen 17 und  $19^{\text{h}}$  — an den tieferen Stellen sowie auf der N-Exposition etwas früher, dem früheren Beginn der Abkühlung entsprechend, — ein.

Dann beginnt das Hinabsickern der Kaltluft, der Luftraum der Doline wird allmählich von einem Kaltluftsee erfüllt. Am Dolinengrund kommt Isothermie zustande (Abb. 9.).

Die nächtliche Temperatursenkung ist am Dolinengrund am ruhigsten. In der 3 m- und in der 6 m-Isophyse kann man eine Temperaturunruhe beobachten, die bei der 9 m- und 12 m-Isophyse stärker wird.

Die minima traten zwischen  $3^{\text{h}}45^{\text{m}}$  und  $4^{\text{h}}14^{\text{m}}$  ein (Tabelle III.). Das Radiationsminimum in der 6 m-Isophyse war  $2.0^{\circ}\text{C}$  auf der N-Exposition und  $2.8^{\circ}\text{C}$  auf der S-Exposition.

Im Eintreten der Minima kann keine Regelmässigkeit nachgewiesen werden, aber die Tendenz ist, dass in den höheren Niveaus eine gewisse Verspätung zu beobachten ist.

Auf Grund der obigen kann man feststellen, dass der Unterschied zwischen den Lufttemperaturen der beiden Expositionen wird ausgeprägt vier Male während des Tages:

- morgens zu zwei Zeitpunkten: wenn das Temperaturmaximum noch auf der N-Exposition ist und wenn es auf die S-Exposition verschoben wird,
- um die Mittagsstunden zur Zeit des Eintretens der Maxima,
- spät nachmittags, wenn die intensive Abkühlung beginnt.

Die im vorigen beschriebenen Eigentümlichkeiten waren auch an den folgenden Tagen (7, 8, 9, 10. VIII.) erkennbar; darum will ich diese Periode im weiteren nicht ausführlich behandeln.

Die Mittelwerte der Lufttemperatur (auf Grund 15 minutlichen Beobachtung) bestätigen unsere bisherigen Feststellungen hinsichtlich der Expositionen (Tabelle IV.).

Die mittlere Temperatur in 10 cm war, von einem Fall abgesehen (in der 3 m-Isophyse) auf der S-Exposition am höchsten; dagegen war die mittlere Temperatur in 300 cm auf der N-Exposition am höchsten.

# Untersuchung der Extremwerte der Lufttemperatur

Es ist bekannt, dass die nächtliche Abkühlung in den Vertiefungen intensiver ist. Die starke Temperatursenkung beschädigt den Pflanzenbestand des Terrains. Im Laufe der intensiver täglichen Erwärmung kann eine andersartige, aber in ihrem Wirkungsgrad der vorigen ähnliche Beschädigung im Pflanzenbestand stattfinden. Darum ist die Untersuchung der Lufttemperaturextremwerte nicht nur vom theoretischen, sondern auch vom praktischen Gesichtspunkte aus erwünscht.

Die Extremwerte berichten uns über das Mass der Täglichen Temperaturschwankung. Durch Vergleich der Extremwerte an den Hängen kann die Wirkung der Expositionen und durch Vergleich der Werte am Dolinengrund und am Dolinenrand die Wirkung zweier verschiedener Mikroklimaräume untersucht werden. Andere Veränderungen der Extremwerte haben ihre Erklärung in den Wetterveränderungen.

An ungestörten Strahlungstagen ist das Maximum in der 6 m-Isophypse der S-Exposition in 10 cm über dem Boden am höchsten (Abb. 10). Aufwärts und abwärts an demselben Hang ist der Maximumwert kleiner.

Die Temperatur sinkt tiefst nachts wiederum auf der 6 m- Isophypse, aber nun in der 10 cm Höhe der N-Exposition.

Bei der 3 m-Isophypse findet man einen steilen Hangabschnitt auf der N-Exposition. Darum strömt hier die Kaltluft unverhindert nach den tieferen Niveaus. Hier kann sich die Kaltluft nicht anhäufen wie in den kleineren Vertiefungen, die sich bei der 6 m-Isophypse befinden.

Abgesehen von den Gegebenheiten der 6 m- Isophypse (Hangwinkel, Morphologie) ist es eine allgemeine Tendenz, dass *die Maxima mit zunehmender Niveauhöhe und vom Boden aufwärts kleiner, die Minima grösser werden.*

Infolge der intensiven täglichen Erwärmung sind die Lufttemperaturamplituden in Bodennähe auf der S-Exposition grösser. Dagegen sind die Amplituden in 300 cm um 4—5 °C kleiner als in 10 cm. Die Unterschiede der Amplituden sind hier auf die Unterschiede der Maxima zurückzuführen. Bei den Minima findet man nur einen Unterschied von 1,0 °C.

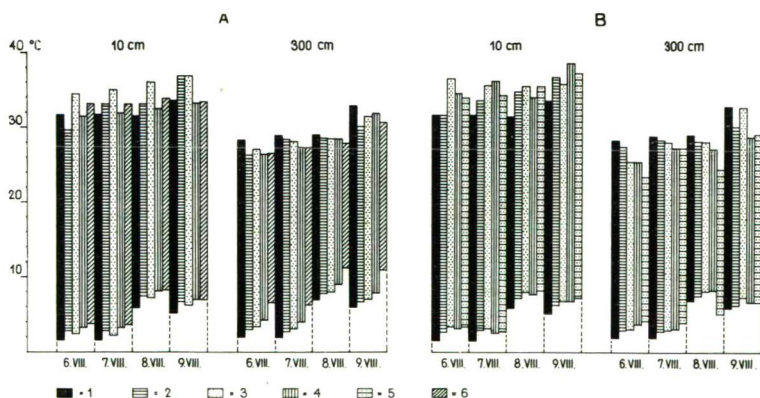


Abb. 10. Lufttemperaturamplituden

1 = Dolinengrund; 2 = 3 m-Isophypse; 3 = 6 m-Isophypse; 4 = 9 m-Isophypse; 5 = 12 m-Isophypse; 6 = Dolinenrand.

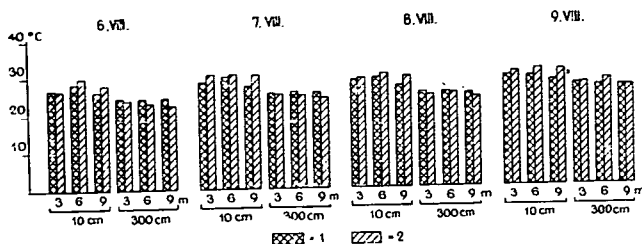


Abb. 11. Die Werte der Erwärmtheit auf den Dolinenhängen nördlicher und südlicher Expositionen

Bei den Extremwerten hat Á. Kiss den Begriff der Erwärmtheit und der Abgekühltheit 1959 eingeführt. Nach ihm ist die Erwärmtheit der Mittelwert der Temperatur in der Periode von der Beendigung der intensiven Erwärmung bis zum Beginn der intensiven Abkühlung, und die Abgekühltheit der Mittelwert der Temperatur in der Periode von der Beendigung der intensiven Abkühlung bis zum Beginn der intensiven Erwärmung (Kiss, 1959).

Der Wert der Erwärmtheit kann in unserem Gebiet gut verwendbar, weil die Geschwindigkeit der Erwärmung und der Abkühlung sehr gross ist, bei der 6 m- Isohypse der S-Exposition z. B. ist sie in 10 cm Höhe  $15,1^{\circ}\text{C}/\text{Stunde}$  (Tabelle II). Die Geschwindigkeit der Abkühlung erreicht auch oft  $9,0^{\circ}\text{C}/\text{Stunde}$ .

In 10 cm Höhe auf der S-Exposition ist die Erwärmtheit grösser (Abb. 11). In 300 cm Höhe dagegen findet man den grössten Erwärmtheitswert auf der N-Exposition. Anomalie kam nur am 6. in der 3 m-Isohypse unter der Wirkung der Egerichteten Advektion vor.

Eine einseitige Berücksichtigung der Maxima am 9. August wäre unreal, da sie bei geringer Bewölkung und unbedeutender Laufströmung eintreten. Nach  $11^{\text{h}} 30^{\text{m}}$  entstand ein der Isothermie nahe Zustand infolge der Bewölkung. Es gab keinen bedeutenden Unterschied zwischen den Erwärmtheitswerten der Expositionen.

Gegen die tieferen Niveaus verringert sich der Unterschied zwischen den Erwärmtheitswerten der Expositionen, weil die tieferen Niveaus unter dem Einfluss des Luftaustauschs der Doline stehen; in den höheren Niveaus der Hänge aber kommt schon die Wirkung der Expositionen zur Geltung. Das Unabhängigwerden der Expositionen ist nur für die Einstrahlungsperiode charakteristisch; die Nächtliche Abkühlung wird vom Hinabsickern der Kaltluft bestimmt.

## Zusammenfassung der Resultate

Die im vorigen behandelten Eigentümlichkeiten der Lufttemperatur der Doline sind unter der Gesamtwirkung astronomischer, klimatologischer und morphologischer Faktoren zustande gekommen; die mikroklimagestaltenden Vorgänge sind also komplex.

Um die Lufttemperaturverhältnisse zusammenzufassen lässt uns die N-S-gerichteten Lufttemperaturdurchschnitte der Doline zu allen Stunden des Tages des 6. VIII. übersehen (Abb. 12, 13, 14, 15).

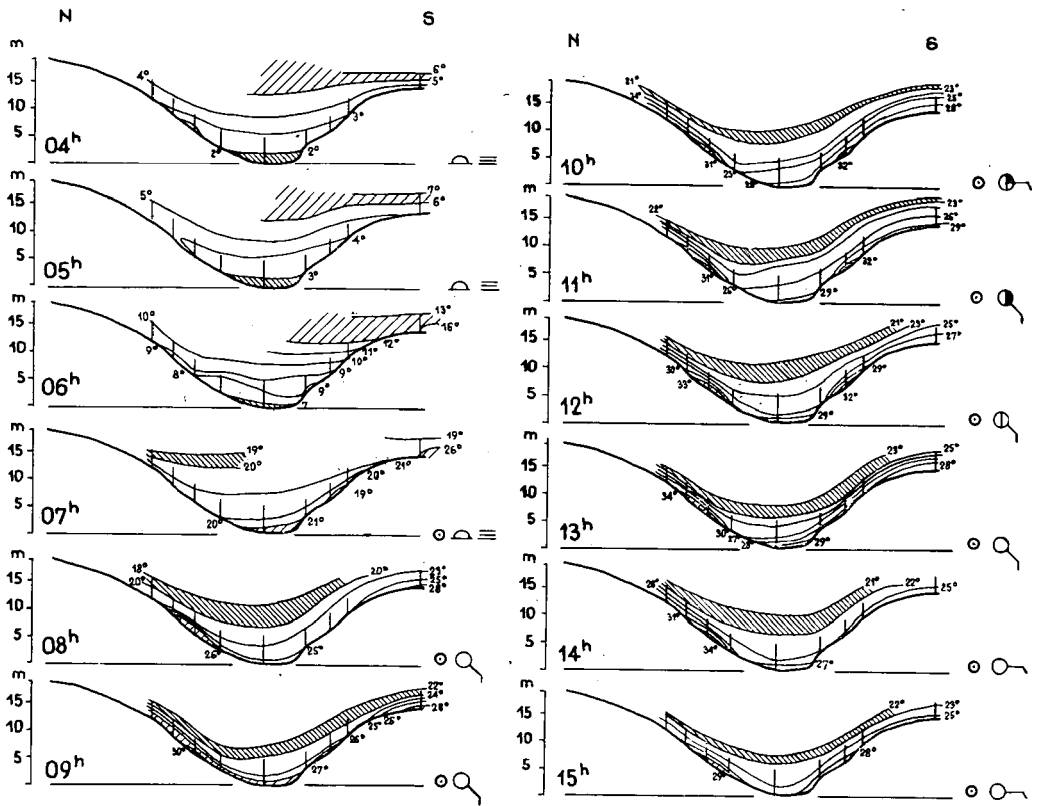


Abb. 12., 13., N-S-gerichtete Lufttemperaturquerschnitte der Doline am 6. VIII.

Am Frñhmorgen ist die tiefste Temperatur dem Ausstrahlungstyp entsprechend am niedrigsten. Unter dem Einfluss der diffusen Strahlung beginnt eine langsame Erwärmung nach 4<sup>h</sup>. Nach Sonnenaufgang zwischen 5 und 6<sup>h</sup> bekommt der Dolinenrand die meiste Strahlung. Infolge der positiven Weite des Aufgangs und des Untergangs der Sonne erhält erst die N-Exposition mehr Energie in der Doline (Abb. 5.).

Die Strahlung kommt um 7<sup>h</sup> auf die E-Exposition unter dem grössten Winkel; gleichzeitig damit erwärmt sich auch der Dolinengrund intensiver.

Die vertikale Anordnung der Temperatur verändert sich nach der Isothermie. Um 8<sup>h</sup> findet man schon den für den Einstrahlungstyp charakteristischen Lufttemperaturquerschnitt. Gleichzeitig damit verlegt sich das Lufttemperaturmaximum auf die S-Exposition.

Ein gewisse Anomalie der Erwärmung kommt vormittags bei der 6 m-Isohypse vor, deren Ursache in der mikromorphologischen Gegebenheit zu suchen ist.

Die Maxima sind höher in 10 cm Höhe als in 300 cm; während aber das Maximum der Thermometer in 10 cm sich auf der S-Exposition befindet, ist der Maximumwert höher auf der N-Exposition.

Infolge des Selbstschattens beginnt die Abkühlung in den tieferen Niveaus

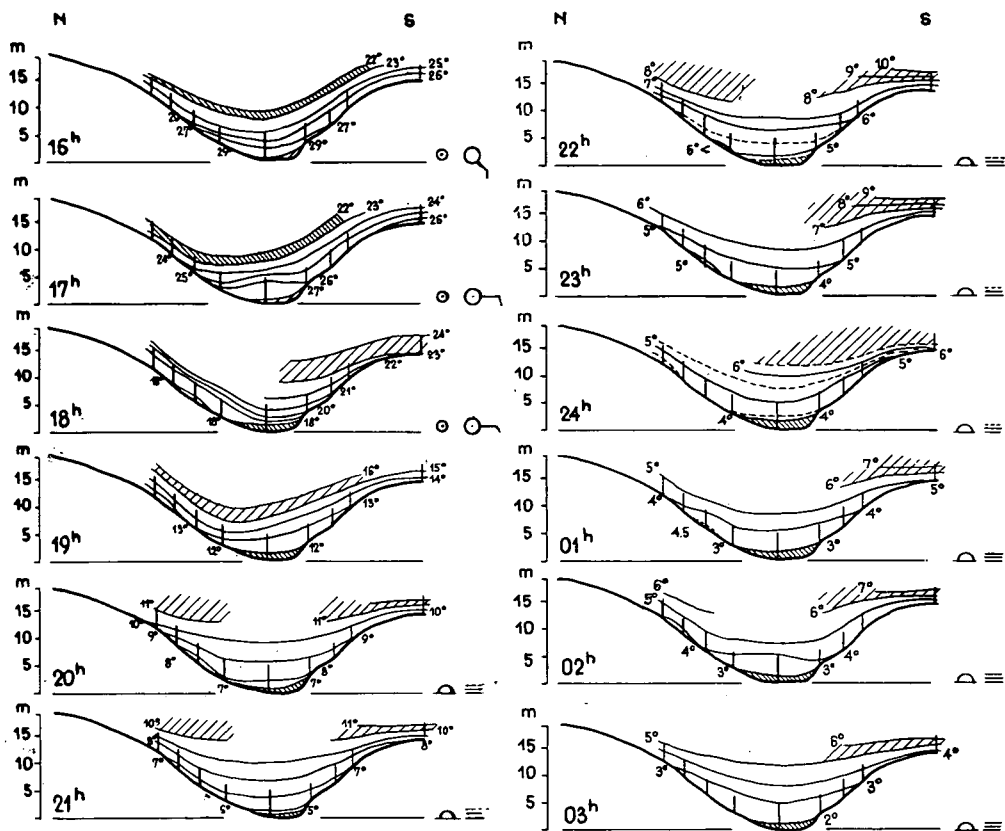


Abb. 14., 15. N-S gerichtete Lufttemperaturquerschnitte der Doline am 6—7. VIII.

der N-Exposition und am Dolinengrund früher. Um 15<sup>h</sup> befinden sich beide Expositionen im Stadium langsamer Abkühlung; und um 18<sup>h</sup> ist die ganze Doline eine Ausstrahlungsoberfläche.

Die für die Einstrahlungsperiode charakteristische vertikale Anordnung der Temperatur verändert sich während der Inversion; in der Nacht befindet sich ein Kaltluftsee in der Doline. Die tiefste Temperatur ist in der kleinen Doline am Dolinengrund zu finden.

Der vertikale Temperaturgradient ist tags auf der S-Exposition, nachts auf der N-Exposition am grössten.

Zusammenfassend kann man feststellen, dass die verschiedenen Hänge innerhalb des geschlossenen Mikroklimareumes der Doline verschiedenartige, der Exposition entsprechende extreme Erwärmung aufweisen; die Wirkung der Expositionen ist unbedeutend in der Phase der Abkühlung.



## LITERATUR

- ALISSOW—DROSDOW—RUBINSTEIN: Lehrbuch der Klimatologie. VEB. Deutscher Verlag der Wissenschaften. Berlin 1956.
- BACSÓ, N.: Magyarország éghajlata. Akadémiai Kiadó. 1959.
- BACSÓ, N.—KAKAS, J.—TAKÁCS, L.: Magyarország éghajlata. OMI Hivatalos Kiadványa. Budapest 1953.
- BALOGH, K.: A Bükk hegység földtani képződményei. Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve. XLVIII. kötet. 2 (záró) füzet. Műszaki Könyvkiadó. 1964.
- BULLA, B.: Magyarország természeti földrajza. Tankönyvkiadó. Budapest 1962.
- ENDRŐDI, G.: A domborzat hatása a hőmérséklet alakulására a Tihanyi félszigeten. Időjárás 65, 1961.
- ENDRŐDI, G.: A hideglégtavak kialakulásáról. Időjárás. 65, 1961.
- FUTÓ, J.: Mikroklimatikus mérések a Nagymezőn. Földrajzi Értesítő. 1962. XI. évf. 4. füzet.
- GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig 1961.
- KÉRI, M.: Magyarország hóviszonyai. OMI Hivatalos kiadványai. XV. kötet. Beszámolók az 1952-ben végzett tudományos kutatásokról. Budapest 1952.
- KISS, Á.: Angaben zur Erwärmheit einer Sanddüne. Acta Climatologica, Szeged 1959.
- KAKAS, J.: Természetes kritériumok alapján kijelölhető éghajlati körzetek Magyarországon. — Időjárás, 64, Nr. 6, 1960.
- LEÉL-ÖSSY, S.: A Magas Bükk geomorfológiája. — Földrajzi Értesítő III, Nr. 2, 1954.
- SOÓ, R.: A magyar flóra és vegetáció rendszertani és növényföldrajzi kézikönyve I. — Akadémiai Kiadó, 1964.
- STEFANOVICS, P.: Magyarország talajai. — Akadémiai Kiadó. Budapest 1963.
- SZABÓ, GY.: Angaben zum Mikroklima der Höhlen bei Lillafüred. — Acta Climatologica, Tomus II—III., 1963.
- WAGNER, R.: Fluktuáló töbörköd. — Időjárás, 58, Nr. 5, 1954.
- WAGNER, R.: A mikroklimák földrajzi elrendeződése Hosszúbércen. — Időjárás, 59, 1955.
- WAGNER, R.: Egy bükki töbör felmelegedése és lehülése. — Az ipari meteorológia kérdései. — A Magyar Met. Társ. V. Vándorgyűlésének előadásai és tanulmányútjai. Miskolc-Bükk hegység-Eger. 1959. augusztus 28—30., 91—104, Budapest 1960.
- WAGNER, R.: Lufttemperaturmessungen in einer Doline des Bükk-Gebirges. — Zeitschrift für Angewandte Meteorologie. Band 5, Heft 3—4, 1964.